

Données nouvelles sur la série du Gondran près Briançon (Alpes Cottiennes)

Réflexions sur les problèmes stratigraphique et paléogéographique de la zone piémontaise

par Marcel LEMOINE

« A bad fossil is more valuable than a good
working hypothesis. »

(R. TRÜMPY, 1971, p. 295.)

RÉSUMÉ. — La zone du Gondran, à l'Est de Briançon, correspond à la partie la plus externe de la zone piémontaise. Au Gondran même, et en d'autres localités, il n'y a pas, contrairement à des hypothèses antérieures, de série stratigraphique continue allant du Trias supérieur dolomitique aux ophiolites et sédiments associés (radiolarites, calcaires pélagiques, etc), mais un empilement d'écaillés tectoniques séparées par des contacts anormaux difficiles à déceler sur le terrain. Il n'est donc pas possible de prouver l'existence d'une liaison stratigraphique primitive entre d'une part les séries triasico liasiques fossilifères (= série du Gondran s.str.) et d'autre part les ophiolites et sédiments « leptogéosynclinaux » associés (et notamment la série de Chabrière); une séparation tectonique majeure semble même être l'hypothèse la plus vraisemblable, contrairement à ce que l'on admet pour la série du Val Grana dans les Alpes Cottiennes méridionales. En conséquence, il est proposé, à titre d'hypothèse de travail, de voir dans la zone piémontaise un ensemble composite d'unités tectoniques caractérisées par des séries stratigraphiques différentes (au moins trois) issues de domaines paléogéographiques distincts. De même, il est possible (mais non prouvé) que certaines de ces unités (et notamment celle ou celles caractérisées par la série de Chabrière, dont les sédiments « leptogéosynclinaux » reposent sur des ophiolites dont le substratum est pour le moment inconnu) soient issues de domaines qui auraient comporté une croûte de type « océanique ». Mais ce ne sont là, pour le moment, qu'hypothèses, demandant de plus amples recherches sur le terrain. Il semble de même prématuré de se demander si cet hypothétique domaine à croûte océanique de la zone piémontaise appartenait à un vaste « océan téthysien » comparable à l'Atlantique actuel, ou bien si, plus probablement, il s'insère dans une « mosaïque » de blocs sialiques et d'aires océaniques limitées.

ABSTRACT. — The Gondran zone, East of Briançon (Western Alps), which belongs to the externalmost part of the eugeosynclinal Piémont zone, was formerly thought to have a complete stratigraphic sequence, from Triassic shallow-water dolomites up to Upper Jurassic — Lower Cretaceous ophiolites and associated sediments (radiolarian cherts, pelagic limestones and

shales). But new research has shown that, in the Gondran mountain itself and in other places, this « series » is not a stratigraphic one, but is cut by thrust planes into several tectonic slices. Accordingly, it becomes impossible to prove any stratigraphic continuity between the fossiliferous (partly shallow-water) Triassic Liassic sequence (= Gondran series s.str.) and the pelagic « leptogeosynclinal » Upper Jurassic-Lower Cretaceous sediments associated with ophiolites (e.g. Chabrière series). It is therefore suggested, as a working hypothesis, that the Piémont zone might be of composite origin, tectonically mixing several (three or more) tectonic units originating from different palaeogeographical realms; and it is not impossible that certain ophiolitic bodies, with their leptogeosynclinal sedimentary cover, may represent remnants of an « oceanic » floor. But these are hypotheses, and we need now more detailed field research.

INTRODUCTION

La localité du Gondran, au Sud du Montgenèvre, est depuis longtemps classique. Les terrains sédimentaires que l'on y rencontre (notamment des radiolarites, avoisinant des ophiolites) ont en effet attiré l'attention des géologues, car beaucoup d'entre eux (TERMIER et KILIAN, 1920; PUSSENOT, 1930; etc.) pensaient pouvoir y trouver soit un « passage » des séries mésozoïques Briançonnaises aux « Schistes lustrés » piémontais, soit encore une image de ce que pourrait être une série stratigraphique de « type piémontais ». En effet, les termes lithostratigraphiques successifs y sont concordants (apparence de série continue), parfois fossilifères, peu affectés par le métamorphisme alpin, et sont associés, au moins à première vue, à des ophiolites (massif du Chenaillet). C'est dans cette localité qu'a été pris le type d'une « série du Gondran » (piémontaise, piémontaise externe ou « prépiémontaise » suivant les acceptations) ou même d'une « zone du Gondran » ou « zone prépiémontaise » (LEMOINE, 1960). En effet, la succession des couches que l'on y observe paraissait, a priori, pouvoir donner une image convenable de la stratigraphie piémontaise dans les Alpes Cottiennes (LEMOINE, 1960; voir aussi fig. 3, in TRUMPY, 1960), cela au même titre que les séries des Vals Grana et Maira dans les Alpes Cottiennes méridionales (FRANCHI, 1898; MICHARD, 1967).

On sait que dans les Alpes Occidentales, la zone piémontaise, qui occupe une position interne vis-à-vis de la zone Briançonnaise (fig. 1), est avant tout caractérisée par la présence d'un complexe sédimentaire particulier, les « Schistes lustrés » ou mieux *Calcschistes piémontais*, d'âge mésozoïque (post-triasique), et par l'association de ces

Calcschistes à l'ensemble peut-être hétérogène des roches groupées sous le nom d'*Ophiolites* : diabases à débit en coussin fréquent (et leurs équivalents métamorphiques ou prasinites), gabbros, serpentinites et péridotites.

On y connaît en outre des roches sédimentaires attribuées au *Trias* (quartzites du Trias inférieur, calcaires dolomitiques et dolomies du Trias moyen et supérieur, gypses et cargneules). Ces sédiments triasiques forment souvent (mais pas toujours) un liséré séparant les Calcschistes piémontais d'un substratum cristallophyllien anté-triasique (massifs du Mont Rose, du Grand Paradis, de Dora-Maira), de telle sorte que l'on peut se demander si les formations « eugéosynclinales » (Calcschistes piémontais à ophiolites) de cette zone ne se seraient pas déposées sur un socle sialique : il y a là un problème crucial, tout particulièrement depuis quelques années, en raison du développement de la théorie de la tectonique des plaques ou tectonique globale. Ce problème est lié à celui de la reconstitution de la paléogéographie piémontaise : nous allons voir en effet que le matériel lithologique qui affleure dans cette zone est probablement d'origine paléogéographique composite.

C'est pourquoi, au stade actuel des recherches, il est indispensable de se défier d'une part de l'ambiguïté du mot « zone » (qui a bien souvent une double signification, structurale et paléogéographique), d'autre part de ce que l'on pourrait appeler une « conception unitaire » de la zone piémontaise — conception qui considère a priori que la zone piémontaise correspond à un seul domaine paléogéographique.

Il semble préférable en effet, pour éviter toute confusion, de bien distinguer, d'une part des zones, occupant des surfaces cohérentes d'affleurements, et qui sont des entités structurales actuelles,

susceptibles d'être un jour subdivisées si les progrès de nos connaissances l'exigent — d'autre part des *domaines paléogéographiques*, qui sont des aires *anciennes*, dont nous tentons de reconstituer les évolutions et les positions relatives. Il n'est pas inutile de rappeler à ce propos que l'ancienne « zone du Briançonnais », ou encore la « zone de l'Embrunais » de l'époque de HAUG et de KILIAN, ont maintenant éclaté et s'avèrent correspondre chacune à plusieurs domaines paléogéographiques. Il n'est pas impossible que la « zone » piémontaise soit à son tour sur le point d'éclater : en effet, comme nous allons le voir, il est très vraisemblable (mais non définitivement prouvé) que le complexe des Calcschistes piémontais à ophiolites soit d'origine composite, regroupant des séries stratigraphiques différentes, issues de domaines paléogéographiques distincts (cf. fig. 7 et 8). Quoi qu'il en soit, au stade actuel des recherches, cette manière de voir est une *hypothèse de travail* plus « ouverte » qu'une conception « unitaire » de la zone ou du domaine paléogéographique piémontais.

Les difficultés de la stratigraphie dans la zone piémontaise. — Etablir une stratigraphie dans une zone donnée, cela consiste essentiellement à mettre en évidence une *séquence*, une succession de formations, et à en *dater* les différents termes. Ce type de démarche est particulièrement délicat dans la zone piémontaise, pour plusieurs raisons :

- les calcschistes piémontais sont presque toujours azoïques¹, à de rares exceptions près, dont il sera question plus loin ;
- du point de vue lithologique, ils semblent, à première vue, être très monotones (mais nous allons voir que l'on commence à y distinguer plusieurs formations bien caractérisées, voire même plusieurs séries stratigraphiques distinctes) ;
- ils sont presque toujours métamorphiques et montrent une structure tectonique très complexe, polyphasée² comme le métamorphisme auquel elle est plus ou moins liée.

A défaut de fossiles à valeur stratigraphique, on en est donc presque toujours réduit à essayer de distinguer des *formations* lithologiques identifiables, de mettre en évidence des *séquences* ou *séries*, c'est-à-dire des successions de formations, et d'établir leur *polarité*. Dans ce genre de démarche, la grosse difficulté tient au fait qu'il y

est souvent impossible de savoir si une succession de couches concordantes est bien stratigraphique, ou si au contraire elle n'est qu'une superposition d'écaillés tectoniques séparées par des *contacts anormaux* qu'il est pratiquement impossible de déceler sur le terrain. Ce type de difficulté est particulièrement aiguë dans la zone piémontaise (voir exemples ci-dessous : Gondran, Péouvou), et même, bien souvent, pour ce qui est de son contact anormal majeur avec la zone briançonnaise (ex. : col du Longet, fig. 3 in LEMOINE, 1964) ; le métamorphisme, susceptible de cicatrifier certains contacts anormaux, n'est certainement pas étranger à cet état de choses, mais ce n'est pas la seule raison. En effet, la difficulté n'est pas spécifique de la zone piémontaise, ni même des régions métamorphiques en général, car il reste toujours difficile de déceler des contacts anormaux dans des successions marneuses ou schisteuses, même non métamorphiques. Un excellent exemple de ce genre de difficulté est cité par R. TRUMPY (1971, fig. 1) dans la zone helvétique des Alpes suisses. Rappelons également le fait qu'avant la découverte de son âge crétacé, le Flysch à Helminthoïdes des Alpes Occidentales était considéré comme la couverture normale, d'âge paléogène, des séries briançonnaises et subbriançonnaises. De même, dans le Rif marocain, avant la découverte de microfaunes dans un ensemble marno-schisteux apparemment monotone, certaines nappes de charriage ne pouvaient être mises en évidence ; les unités tectoniques que l'on distingue maintenant dans cette « zone du Rif » sont même considérées par certains comme étant d'origines paléogéographiques éloignées : la zone qui les

¹ Il faut remarquer à ce propos qu'il existe des formations de type « Schistes lustrés » peu ou pas métamorphiques (Calcschistes piémontais du Mont Jovet ; schistes piémontais de la zone d'Arosa ; « Bündnerschiefer » valeisans du Prätigau), et qu'elles ne sont pas plus fossilifères pour cela : le caractère azoïque ou presque azoïque de ce type de formation semble plutôt être lié à des conditions de sédimentation particulières (BOLLI et NABHOLZ, 1959). En fait, l'expression « Schistes lustrés », impropre mais consacrée par l'usage, n'implique nullement l'existence obligatoire d'un métamorphisme, mais désignerait plutôt un certain type de formation géosynclinale, au même titre que les termes de « flysch » et de « molasse ».

² Ce terme de « polyphasé », appliqué tant au métamorphisme qu'à la tectogenèse, est peut-être impropre, dans la mesure où les « phases » successives que nous croyons reconnaître ne sont peut-être que l'enregistrement d'étapes dans une évolution plus ou moins continue du champ des contraintes et du gradient de température.

réunit maintenant est peut-être en cela comparable à notre zone piémontaise — où malheureusement l'espoir de découvrir des faunes et microfaunes à valeur stratigraphique est incomparablement plus faible...

Bref, dans une étude stratigraphique des Calcschistes piémontais, on est conduit à retenir avant tout celles des séquences que l'on retrouve fréquemment identiques à elles-mêmes : tel est le cas de ce que nous appellerons tout à l'heure la série du Gondran s.str. (dont la polarité résulte des données de la paléontologie, et est confirmée par des critères sédimentologiques : microbrèches granuloclassées), ou de la série de Chabrière, c'est-à-dire la séquence de roches sédimentaires associée à certaines ophiolites du Queyras et de l'Ubaye (dont la polarité se déduit de celle des diabases en coussins sous-jacentes).

Mais il était normal de commencer d'abord par essayer de débrouiller la stratigraphie de la zone piémontaise — ou les stratigraphies des différentes unités tectoniques qui peuvent s'y trouver — dans les régions où l'on connaît des formations fossilifères.

L'apport des formations fossilifères au problème stratigraphique piémontais : Val Grana et Gondran.

C'est dans les Alpes Cottiennes, entre le massif du Grand Paradis au Nord et la Stura de Cuneo au Sud, que les Calcschistes piémontais affleurent le plus largement. Apparemment épais (mais ils sont intensément replissés), apparemment monotones (mais on commence à y distinguer des formations différentes), ces Calcschistes sont métamorphiques, et presque toujours azoïques, sauf dans certaines localités privilégiées.

En effet, deux régions dans les Alpes Cottiennes semblent se prêter à une analyse stratigraphique du complexe des Calcschistes piémontais, car l'on y connaît quelques *gisements fossilifères* (dont la plupart ont été découverts par S. FRANCHI et par Ch. PUSSENOT, entre 1895 et 1930) contenant des fossiles à valeur stratigraphique.

La première de ces régions est celle des *Vals Grana et Maira* dans les Alpes Cottiennes méridionales (FRANCHI, 1898), étudiée récemment par A. MICHARD (1967).

L'autre région s'allonge, du Nord au Sud, à la marge externe de la zone piémontaise (fig. 1). Elle correspond en gros à ce que j'ai appelé la *zone du Gondran*. Ses gisements fossilifères et sa stratigraphie ont été décrits autrefois par FRANCHI (1910, 1929) en territoire italien (haut Val de Susa et ses affluents), par PUSSENOT (1930) surtout en France. J'en ai ultérieurement repris l'étude, en proposant successivement plusieurs solutions (LEMOINE, 1951, 1955, 1960 ; voir aussi TRÜMPY, 1960, fig. 3) ; en effet, l'analyse stratigraphique de cette zone, qui paraissait assez simple au premier abord, s'est finalement avérée fort délicate en raison des interférences avec les problèmes tectoniques — et notamment en raison de la difficulté de décider si tel ou tel contact entre deux formations concordantes est stratigraphique ou tectonique.

A première vue, et notamment à la suite des travaux de FRANCHI, les séries affleurant dans ces deux régions paraissaient très semblables, presque identiques : même Trias dolomitique (d'âge norien au sommet), même Rhétien fossilifère, mêmes calcschistes liasiques dont certains niveaux contiennent les mêmes brèches et microbrèches à éléments calcaréo-dolomitiques. Il était donc tentant de comparer les problèmes de ces deux régions (LEMOINE et MICHARD, 1963), notamment celui de l'appartenance des ophiolites à la série, et de proposer une interprétation commune. Depuis, des données nouvelles ont été mises en évidence (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970 ; HACCARD et LEMOINE, 1970), et nous allons voir que, tout compte fait, il existe de notables différences entre les deux séries, et pas seulement des différences de détail.

Nous rappellerons d'abord brièvement la série du Val Grana, avant de discuter des problèmes concernant la zone du Gondran

Bref rappel de la série du Val Grana.

A la bordure sud-ouest du massif cristallin de Dora-Maira, d'importantes masses de Trias dolomitique constituent, dans les Vals Grana et Maira (Alpes Cottiennes méridionales), le soubassement des Calcschistes piémontais. C'est là la région classique où FRANCHI (1898) découvrit les premiers fossiles mésozoïques (Trias, Rhétien, Lias) de la zone du Piémont. L'étude de ces vallées a

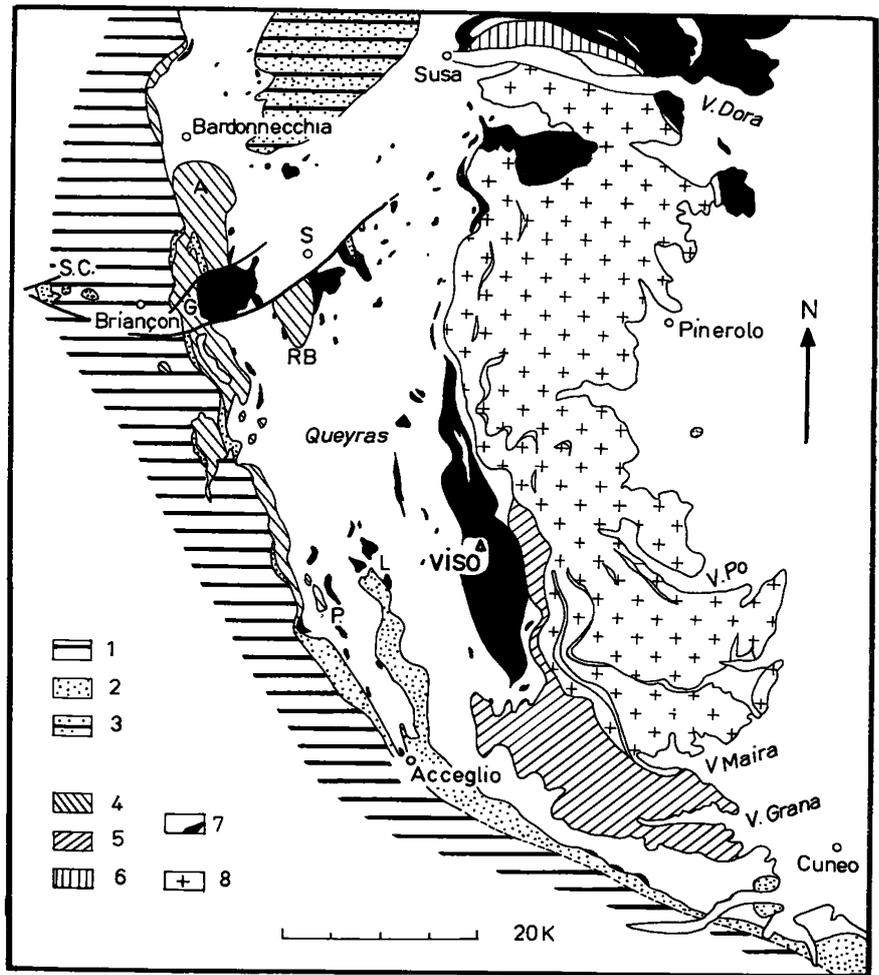


Fig. 1

Esquisse structurale des Alpes Cottiennes.

1, Zone briançonnaise; 2, Zone d'Acceglio et Ecailles intermédiaires; 3, Demi-fenêtre d'Ambin (Briançonnais interne); 4, Unités de la zone du Gondran; 5, Domaine des unités à matériel triasico-liasique des vals Grana et Maira; 6, Domaine des unités à matériel triasique du Val de Susa; 7, Calcschistes piémontais (en blanc) et ophiolites (en noir); 8, Massif pré-triasique Dora Maira.

G, Gondran; P, Péouvou; RB, Roc del Boucher; S, Sestrière; S.C. Serre Chevalier.

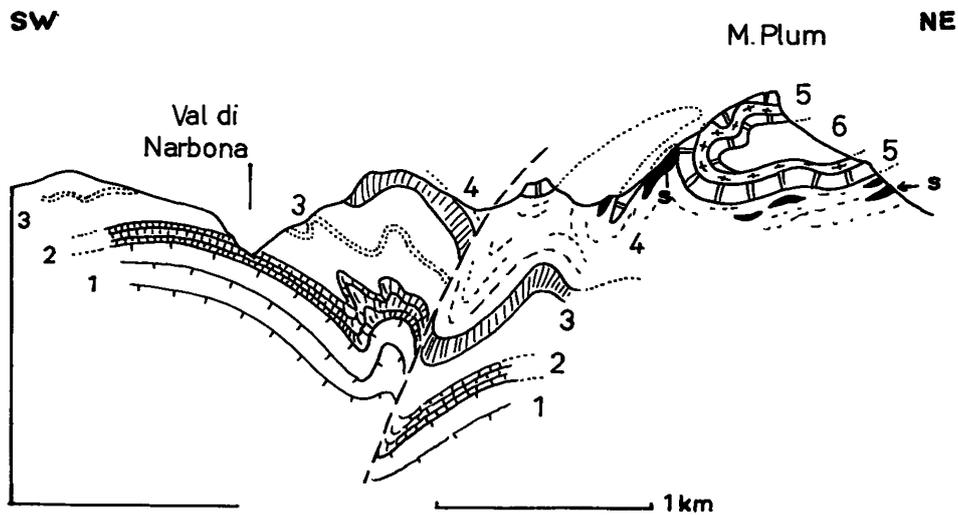


Fig. 2. — Coupe de la série du Val Grana (d'après MICHARD et STURANI, 1964).

1, Norien dolomitique; 2, Rhétien; 3, Calcaires et calcschistes du Lias; 4, Complexe détritique non daté (Lias moyen-supérieur?); 5, Couches du Tibert (croix : prasinites et jaspes), non datées (Jurassique supérieur?); 6, Couches du Cialme, non datées (Crétacé intérieur?); s, Lentilles de serpentinite bréchiq.

été reprise par A. MICHARD (1967). C'est en Val Grana que se trouve la coupe la plus fossilifère, la plus claire, et aussi, en apparence tout au moins, la plus complète. Cette coupe va du Vallon de Narbona au M. Plum (fig. 2), et permet d'observer la succession suivante (couches concordantes, série apparemment continue) :

1. *Trias dolomitique* (plusieurs centaines de mètres), où des fossiles ont permis de mettre en évidence le Ladinien, le Carnien et le Norien.

2. *Rhétien* (-Hettangien ?) (60 m) : alternances de calcaires, dolomies et calcschistes, avec luma-chelles et bancs à polypiers branchus.

3. *Calcaires et calcschistes du Lias* (300-350 m), datés par des fossiles, comportant, de bas en haut :

- a) calcschistes à *Arietites* (10 m), *Sinémurien basal* ;
- b) calcaires lités à *Bélemnites* (120 m) ;
- c) calcarénites microbréchiques granuloclassées, à fragments de dolomies triasiques (30 m) ;
- d) calcschistes et calcaires lités (120 m), passant vers le haut à une corniche de calcaires à silex (50 m), avec *Ammonites* du *Sinémurien terminal-Carixien basal*.

4. *Complexe détritique* (400 m), non daté par des fossiles (Lias supérieur-Dogger ?), dont le matériel est d'abord à dominante calcaréo-dolomitique, puis à dominante quartzreuse et micacée :

- formation bréchiq. Narbona-Castellar (250-350 m) : calcaires, calcschistes, brèches et microbrèches à éléments calcaréo-dolomitiques triasiques ;
- couches de Valliera (50-100 m) : grésomicaschistes et quartzo-phyllades noirs.

Il faut noter l'existence, au sein de ces « couches de Valliera », de *lentilles de serpentinite bréchiq.* qui, dans la coupe du Mont Plum (fig. 2), se situeraient toutes dans le « même niveau stratigraphique » (MICHARD, 1967, p. 243). On peut se demander si elles sont bien en place (et dans ce cas quel a été leur mode de mise en place), ou si elles jalonnent un contact anormal.

5. *Calcaires massifs gréseux, jaspes et prasinites* (100-150 m) : Ce sont les couches du Tibert de A. MICHARD, sans fossiles, attribuées au Malm-Néocomien.

6. *Calcschistes et quartzo-phyllades noirs* (plus de 400 m) : également sans fossiles, ce sont les couches du Cialme de A. MICHARD, qui les attribue au Crétacé inférieur.

Cette série montre donc une partie inférieure triasico-liasique *fossilifère*, suivie de couches *non datées*, mais que l'on peut supposer raisonnablement représenter le Lias supérieur, le Dogger, le Malm et le Néocomien. A première vue, la succession paraît normale, malgré la curieuse présence d'un chapelet de lentilles de serpentinite bréchiq., dont l'origine reste mal expliquée³.

Nous allons voir que cette série, si elle présente certaines parentés avec celle du Gondran, en est cependant notablement différente.

La zone du Gondran : problèmes stratigraphiques et tectoniques.

A l'Est de la zone briançonnaise, et des « Ecailles intermédiaires » correspondant à la zone d'Acciglio (LEMOINE, 1960), vient un vaste ensemble de roches sédimentaires et volcaniques qui constitue la zone piémontaise. Celle-ci est surtout caractérisée par l'abondance des calcschistes (« Schistes lustrés » ou « Calcschistes piémontais ») et par la présence des ophiolites. Il est fort possible que cet ensemble soit hétérogène quant à son origine paléogéographique ; nous en discuterons plus loin.

C'est dans la partie frontale, externe, de cet ensemble que peuvent affleurer des massifs de Trias dolomitique, et que des gisements fossilifères se rencontrent, soit dans ce Trias, soit dans les couches qui le surmontent. Ainsi se définit une « série » stratigraphique dite du Gondran ; elle affleure dans toute une série d'unités externes (fig. 1) dont la réunion constitue la *zone du Gondran* — expression valable à condition de réserver au terme « zone » la signification restrictive précisée plus haut, car le problème est de savoir si

³ La présence de ces serpentinites m'avait conduit à douter de la continuité de la série (obs. à la communication de A. MICHARD et C. STURANI, C. R. somm. S.G.F., 1964, p. 383). Cependant, à la suite de plusieurs visites sur le terrain sous la direction de A. MICHARD, j'ai pu me convaincre de la très grande probabilité d'une continuité stratigraphique — encore que l'origine de ces lentilles de serpentinite, bréchiq. et tectonisée, reste un problème non résolu. Un doute subsiste donc encore, à mon avis.

cette zone correspond ou non à un domaine paléogéographique bien défini.

Il faut également remarquer que cette « zone » est constituée par une série d'unités tectoniques, du Nord au Sud (fig. 3) : Grand Argentier ; Acles-Chalvet-Chaberton ; Gondran ; Rochebrune ; Arvieux ; Roche des Clots ; Péouvou⁴. Leurs limites ne sont pas toujours clairement définies, dans la mesure où, comme nous allons le voir,

les limites de la série stratigraphique qui les constitue ne sont pas faciles à préciser. La limite inférieure de la série stratigraphique, qui correspond aussi à la surface basale des unités tectoniques, est un décollement (présence de gypses et

⁴ On peut y rattacher également l'unité du Grand Roc (Roc del Boucher), qui surgit en anticlinal au milieu des Calcschistes, à l'Est du Gondran (voir CARON, 1971).

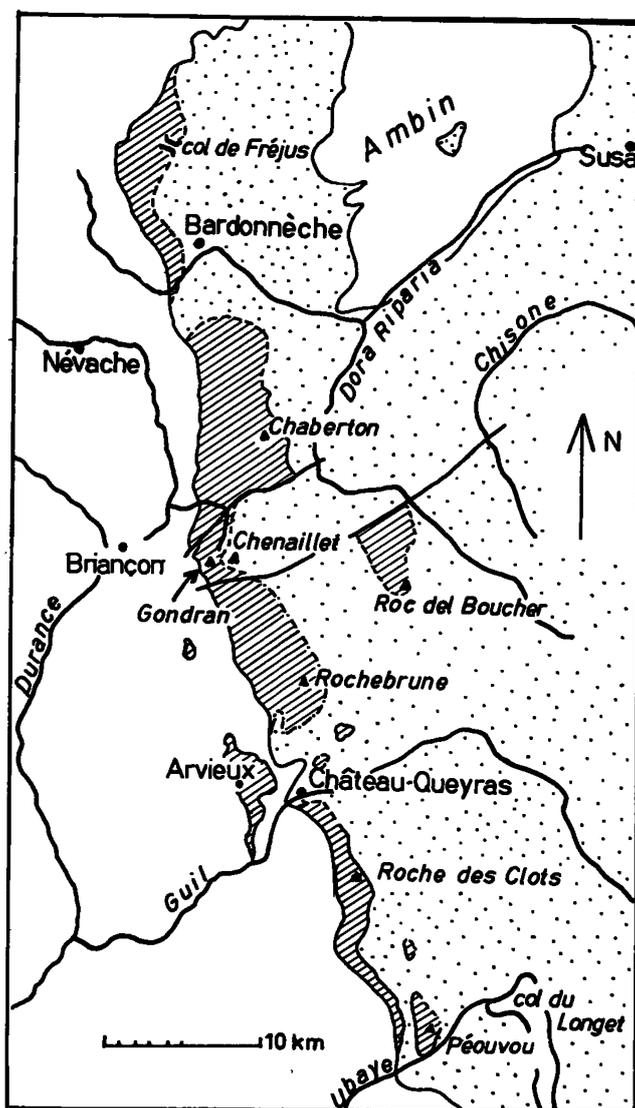


Fig. 3. — Situation des principales unités de la zone du Gondran.

En blanc : Zone briançonnaise. Points : Zone des Calcschistes piémontais. Hachures obliques : Unités de la zone du Gondran.

cagneules) ou une troncature basale sous le terme inférieur (Trias dolomitique — exceptionnellement Lias, au Nord du Chalvet, en raison de la troncature basale) : il n'y a pas là de problème majeur. Mais la position que nous pouvons assigner à la limite tectonique supérieure de ces unités exige, comme nous allons le voir, une hypothèse sur leur composition stratigraphique.

Entre la région de Bardonnecchia au Nord et la haute Ubaye au Sud, soit sur plus de 50 km, on peut donc observer, dans ces unités de la « zone du Gondran », des successions ou « séries » assez comparables entre elles, et qui paraissent a priori continues, c'est-à-dire stratigraphiques. Parmi celles-ci, les plus prometteuses sont celles du *Gondran* au Sud du Montgenèvre, et de la *crête Péouvou-Roche Noire* au Nord de l'Ubaye ; elles semblent en effet être les plus complètes (allant du Trias dolomitique aux ophiolites), et se montrent à première vue très comparables entre elles (cf. LEMOINE, 1955), au moins dans leurs grandes lignes. On y observe en effet, au-dessus du Trias dolomitique (Norien), le Rhétien fossilifère, des calcaires et calcschistes du Lias, une formation détritique à microbrèches, des schistes et calcschistes variés, enfin des marbres clairs et radiolarites surmontés par des ophiolites. On comprend pourquoi l'une de ces coupes (la plus accessible, la moins métamorphique, la première étudiée) ait été prise comme typique d'une « zone du Gon-

dran », voire d'une « zone prépiémontaise » (LEMOINE, 1960). Nous allons voir qu'il n'y a là qu'une coïncidence, et que ces séquences apparemment normales et stratigraphiques sont entre coupées de contacts anormaux.

A) La succession visible du Gondran.

La montagne du Gondran est située au Sud du Montgenèvre, à l'Ouest du massif ophiolitique du Chenaillet. D'Ouest en Est (fig. 4), en parcourant soit les crêtes des forts, soit le versant méridional de la montagne, on observe une succession de formations apparemment concordantes :

1. *Trias dolomitique* (Norien).
2. *Rhétien* (-Hettangien ?) calcaréo-dolomitique (50 m), à lumachelles (*Rhaetavicula contorta*, *Dimyopsis intusstriata*, *Ostrea haidingeriana*, *Terebratula* cf. *gregaria*, polypiers branchus, etc.).
3. *Lias « prépiémontais »* (200-300 m) : Calcaires lités et calcschistes gris à noirs, dont la partie supérieure a fourni, à l'Alpet (Nord du Montgenèvre, unité du Chalvet), des fragments d'*Arnioceras* : il s'agit donc de *Lias inférieur* (*Sinémurien* s. lat.) seulement.
4. *Formation détritique rousse* (50-100 m) : Calcaires et calcschistes plus ou moins gréseux, grès, microbrèches granuloclassées à éléments calcaréo dolomitiques. Faute de fossiles, cette for-

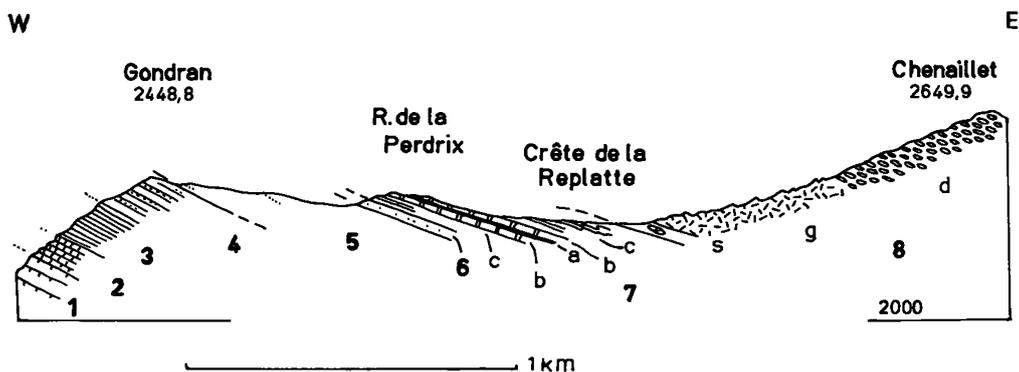


Fig. 4. — Coupe schématique des montagnes du Gondran et du Chenaillet au Sud du Montgenèvre.

- 1, Norien dolomitique ; 2, Rhétien-Hettangien ; 3, Calcaires et calcschistes du Lias inférieur ; 4, Formation détritique rousse (Lias moyen-supérieur ?) ; 5, Schistes noirs du Gondran ; 6, Formation calcaire et microbréchique ; 7, Ecaille du Rocher de la Perdrix (a, Jaspes à radiolaires ; b, Calcaires clairs ; c, Formation de la Replatte) ; 8, Ophiolites du Chenaillet (s, Serpentinites, avec une lentille de « syénite » albitique ; g, Gabbros ; d, Diabases en coussins).

mation n'est pas datée. Cependant, elle succède en concordance, et par transitions ménagées, au terme sous-jacent, et correspond donc très probablement à du Lias moyen ou supérieur.

Nous verrons plus loin que seuls ces quatre premiers termes constituent en toute certitude une succession stratigraphique, ce que nous appellerons la *série du Gondran au sens strict*.

5. *Schistes noirs du Gondran* (200-250 m) : Schistes argilo-pélitiques noirs, parfois verdâtres, avec petits lits gréseux fins montrant des enduits gris de fer suggérant l'existence d'oxydes de manganèse. L'ensemble n'est pas daté, mais évoque de manière tout à fait saisissante le « complexe de base » de la série du Flysch à *Helminthoïdes* (CABY, KERCKHOVE et LEMOINE, 1963), à tel point que l'assimilation stratigraphique paraît hautement vraisemblable ; dans cette hypothèse, nous serions en présence de Crétacé supérieur (Cénomaniens ?), qui serait soit transgressif, soit charrié sur la série sous-jacente — bien que le contact, là où il est à peu près visible, paraisse tout à fait calme, non tectonisé. Mais, faute de fossiles, on ne peut actuellement conclure. Cette formation peut aussi bien être d'âge jurassique. Quoi qu'il en soit, elle ne peut en aucun cas être assimilée aux couches de Valliera du Val Grana (voir ci-dessus), contrairement à l'hypothèse envisagée par A. MICHARD (1967, p. 262).

6. *Calcaires gréseux micacés et microbréchiques en plaquettes* (10 à 50 mètres ou plus) : Cette formation évoque par certains aspects ce que nous avons appelé la « formation détritique rousse » (n° 4 de la coupe) ; son contact (visible sur quelques mètres carrés) avec les schistes noirs 5 est franc, sans passage progressif, mais aussi sans traces de laminages ni de froissements d'origine tectonique — ce qui n'exclut pas, bien sûr, l'existence d'un contact anormal.

7. *Marbres et radiolarites du Gondran et formation de la Replatte* : Les derniers termes sédimentaires de la série, qui s'enfoncent à l'Est sous les ophiolites du Chenaillet, correspondent à trois types de formations : des jaspes à radiolaires (radiolarites) rouges, des calcaires marmoréens clairs, et une formation schisto-calcaire dite « formation de la Replatte⁵ » (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970). L'ensemble est manifestement écaillé et replissé ; mais comme la même associa-

tion de formations sédimentaires se retrouve en d'autres endroits (Queyras, haute Ubaye), intimement liée à des ophiolites, et surtout comme elle souligne la base de certains massifs ophiolitiques en position synclinale (en particulier celui de Tête Noire : voir ci-dessous et fig. 6), il a longtemps paru raisonnable d'y voir le soubassement stratigraphique, normal, des ophiolites du Chenaillet (LEMOINE, 1955, etc.). En réalité, la considération de résultats stratigraphiques obtenus en haute Ubaye (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970), et la comparaison avec les séries des zones de Sestri-Voltaggio et de Montenotte dans les Alpes ligures (HACCARD et LEMOINE, 1970), conduisent à une toute autre interprétation.

L'ensemble, plissé et écaillé, est en effet constitué de trois termes lithologiques très caractéristiques, dont on a pu déterminer, en d'autres localités (et notamment à Chabrière en haute Ubaye), l'ordre stratigraphique primitif, sinon l'âge (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970) : Le terme inférieur, reposant généralement sur des ophiolites (diabases en coussins le plus souvent), est constitué par des *jaspes* (radiolarites) ; puis viennent des *calcaires blancs* à blanc verdâtre, parfois à silex, eux-mêmes suivis par la « formation de la Replatte » (schistes noirs et bancs calcaires à trame siliceuse rousse). Dans le Queyras et la haute Ubaye, cette succession, qui évoque la succession radiolarites-calcaires à Calpionelles — schistes à palombini de l'Apennin ligure (Malm-Néocœmien), repose comme cette dernière sur des diabases en coussins. Je propose de la désigner sous le nom de *série de Chabrière* (fig. 5).

Au Gondran, les jaspes ont quelques mètres de puissance, les calcaires clairs une dizaine de mètres, la formation de la Replatte quelques dizaines de mètres au maximum. Ces trois formations constituent un faisceau plissé et écaillé, épais de 40 à 50 mètres, intercalé entre les calcaires gréseux 6 et le complexe ophiolitique du Chenaillet 8 sous lequel il semble s'enfoncer. Le rocher situé à l'Ouest du col de la Replatte⁶ montre la superposition de deux séquences, un flanc inverse sur-

⁵ Du nom de la « crête de la Replatte » du Gondran ; cette crête détermine un col entre les forts du Gondran et le massif du Chenaillet (carte I.G.N. au 1/20 000^e Briançon n° 7).

⁶ Sans nom ni cote sur la carte topographique au 1/20 000^e il est parfois appelé dans la littérature (TERMIER, 1930) Rocher de la Perdrix ; un ancien ouvrage militaire y est creusé.

monté d'un flanc normal (fig. 4), évoquant un pli couché très plat (dont la charnière n'est pas visible); le cœur du pli, entre les deux flancs de jaspes parallèles et presque jointifs, est souligné par une très mince intercalation (quelques centimètres à quelques décimètres) d'ophicalcite rouge parfois associée à de la serpentinite : on a donc l'impression que l'ensemble, avant de se plisser et de s'écailler, s'est décollé d'un certain substratum ophiolitique. Mais les replis et écaillages de la séquence peuvent être moins simples, notamment dans les petites falaises au Sud-Est du Rocher de la Perdrix.

Bref, ce faisceau de couches, fortement tectonisé, très probablement décollé d'un substratum ophiolitique, ne peut (contrairement à des affirmations antérieures : LEMOINE, 1959, etc.) être considéré comme le soubassement stratigraphique normal des ophiolites du Chenaillet (dont il a même peut-être constitué à l'origine la couverture stratigraphique normale, par comparaison avec ce que l'on connaît en Ubaye et en Queyras). *Il s'agit donc d'une unité tectonique indépendante, et non d'une intercalation normale dans une série stratigraphique continue.*

8. *Ophiolites du Chenaillet* : Elles reposent sur l'écaille complexe sous-jacente et montrent, le long de l'arête qui monte au col de la Replatte vers le sommet du Chenaillet, la succession suivante : *Serpentinites* (au sein desquelles se trouve une enclave de *syénite albitique* : CHESSEX, DELALOYE, KRUMMENACHER et VUAGNAT, 1964), *gabbros, diabases* en coussins à l'endroit.

En résumé, et contrairement à ce qui avait pu être envisagé antérieurement (LEMOINE, 1955, etc., cité notamment in TRÜMPY, 1960), *la séquence observable au Gondran n'est pas une succession stratigraphique unique, mais un empilement d'écailles tectoniques* : au minimum trois (1 à 6, unité 7, ophiolites 8), au maximum cinq (1 à 4, flysch 5, calcaires gréseux 6, unité 7, ophiolites 8). *Il n'y a donc pas ici de liaison stratigraphique entre, d'une part la série triasico-liasique fossilifère, d'autre part les ophiolites.* Nous allons voir que cette constatation n'est pas isolée.

B) La coupe de la crête Péouvou - Roche Noire.

Une succession très comparable à celle du Gondran, dans ses grandes lignes tout au moins, peut

s'observer sur la crête qui sépare le haut Cristillan de la haute Ubaye (LEMOINE, 1955). Le profil simplifié⁷ qui en est donné ici (fig. 6, voir localisation fig. 5) représente une projection des affleurements visibles dans le versant Nord. D'Ouest en Est, la succession est la suivante :

1. *Trias dolomitique* du Péouvou (500 m minimum); séparé à l'Ouest des calcschistes du col de Clausis par un accident jalonné de cargneules, il est au Nord-Est en contact stratigraphique avec le terme suivant.

2. *Rhétien calcaréo-dolomitique typique* (10-20 m), avec lumachelles et calcaires à Polypiers branchus.

3. *Lias « prépiémontais »* (100 m ou plus).

4. *Formation détritique rousse* (100 m ?) avec ses microbrèches granulo-classées.

5. Complexe de calcschistes variés, plus ou moins gréseux ou calcaires (200 m environ). Aux abords du col des Ugousses, ce sont des phyllades gréseuses noires ou verdâtres, peu ou pas calcaires.

6. Au col des Ugousses même, et à l'Est, affleure la *formation de la Replatte* tout à fait caractéristique. Plus à l'Est, elle alterne avec des bancs de calcaires marmoréens gris et d'ophicalcites (écaillages ou replis ?). L'ensemble s'observe sur une épaisseur de 150 à 200 m.

7. *Calcaires marmoréens* blancs ou verdâtres, à patine jaunâtre, se débitant en grandes dalles ou lauses (ce sont les « *calcari a lastri* » de certains géologues italiens); au métamorphisme près, ils rappellent beaucoup ceux du Rocher de la Perdrix au Gondran. Epais ici d'une quinzaine de mètres, ils déterminent un relief étroit mais net en bordure des ophiolites de Roche Noire. Dans le versant nord, mais pas sur la crête elle-même, ces calcaires sont flanqués de quelques mètres de *jaspes rouges* (« *radiolarites* »), qui les séparent des ophiolites.

8. Les *Ophiolites* de Roche Noire sont surtout des *serpentinites* (associées à des ophicalcites), traversées de filons de gabbros plus ou moins rodingitisés. Localement, les marbres clairs sont

⁷ Résultant d'observations personnelles anciennes et d'une révision rapide effectuée en compagnie de A. MICHARD et de P. TRICART qui reprend actuellement, à mon instigation, l'étude de cette région.

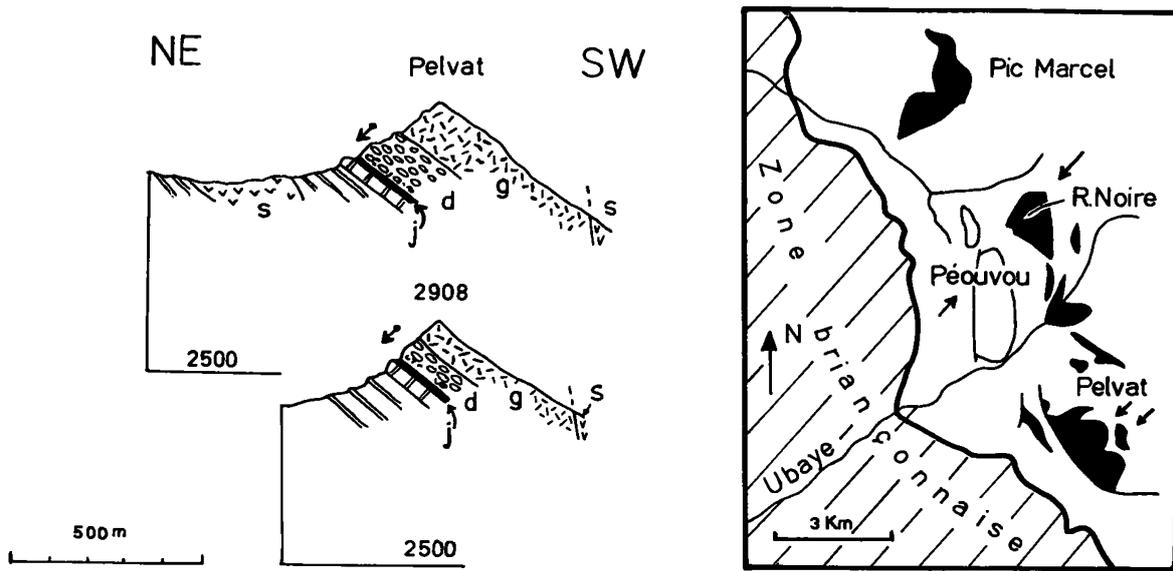


Fig. 5. — La série de Chabrière (d'après LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970).

A droite, croquis de situation, indiquant la position des deux coupes du massif du Pelvat situées à gauche, ainsi que celle de la crête Pélouvou-Roche Noire (fig. 6). Ophiolites en noir.

A gauche, deux coupes du massif du Pelvat, en rive droite du vallon de Chabrière. La succession (= série de Chabrière), renversée comme l'indique la polarité des coussins diabasiques d, comprend des ophiolites (g, Gabbros; d, Diabases en coussins se terminant par des brèches d'éclatement de coussins), des jaspes rouges et rosés (j), des calcaires marmoréens massifs, enfin la formation de la Replatte, schisto-calcaire. s, Serpentinites.

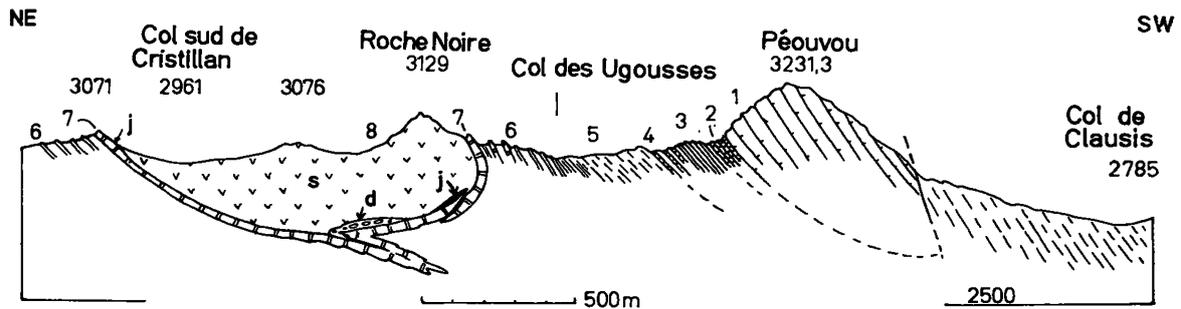


Fig. 6. — Coupe schématique de l'arête Pélouvou-Roche Noire entre Cristillan et Ubaye.

1, Trias dolomitique (Norien au moins pour sa partie supérieure); 2, Rhétien; 3, Calcaires et calcschistes du Lias; 4, Formation détritique rousse, à microbrèches granuloclassées; 5, Schistes et calcschistes divers; 6, Formation de la Replatte; 7, Calcaires marmoréens clairs (associés localement à des jaspes j); 8, Ophiolites (s, Serpentinites et ophicalcites; d, Diabases en coussins).

séparés des serpentinites par 10 à 20 mètres de *diabases en coussins*.

Dans le versant nord de Roche Noire (fig. 6), on peut facilement suivre et cartographier les calcaires 7, qui dessinent très nettement un *syncli-*

nal, sous les ophiolites et au-dessus de la formation de la Replatte. Dans le flanc oriental, normal, de ce synclinal, les calcaires 7 constituent le sommet 3071 au Nord-Est du col sud de Cristillan; ils sont là *surmontés* par quelques décimètres de quartzites à amphiboles bleues, représentant très

probablement d'anciens jaspés métamorphiques⁸ ; ils surmontent eux-mêmes la formation de la Replatte 6, ici très caractéristique et largement développée (plusieurs centaines de mètres d'épaisseur apparente, probablement due à des replis).

Après une première reconnaissance de cette coupe de l'arête Péouvou - Roche Noire, une analogie très grande était apparue avec la coupe même du Gondran. Il semblait alors tout à fait probable que le massif triasique du Péouvou était un anticlinal, alors que la structure synclinale de Roche Noire était évidente : on pouvait donc voir là, en première approximation, et de la même manière qu'au Gondran, une succession qui avait toutes les chances d'être stratigraphique et normale, allant elle aussi du Trias dolomitique aux ophiolites. Un fil directeur dans la stratigraphie des calcschistes piémontais semblait alors avoir été trouvé (LEMOINE, 1955). Mais les choses se sont finalement montrées beaucoup moins simples, et la séquence n'est pas stratigraphique, pour plusieurs raisons. En premier lieu, la description qui précède montre à l'évidence que la structure du massif ophiolitique de Roche Noire est celle d'une synforme affectant une série renversée, puisque l'on sait maintenant (LEMOINE, STEEN et VUAGNAT, 1970) que la séquence stratigraphique normale est la suivante : ophiolites - jaspés - calcaires clairs - formation de la Replatte (comparer fig. 5 et fig. 6). Deuxièmement, une étude de terrain plus détaillée a montré que le Trias dolomitique du Péouvou, de même que le massif plus petit qui le relaye au Nord (crête 2955-2757), n'est nullement enraciné et ne peut pas être considéré comme un anticlinal de Trias surgissant au sein des Calcschistes piémontais. Bien au contraire, il s'agit d'un faux synclinal, ou plutôt d'une tête plongeante, résultant d'un « rétrocharriage » tout à fait comparable à celui du Pic de Rochebrune (LEMOINE, 1961, fig. 3). Il n'est donc plus question de voir dans la succession de couches pourtant concordantes de la fig. 6 une série stratigraphique normale ; il y a certainement là au moins deux séries différentes, séparées par un contact anormal qu'il est bien difficile de situer sur le terrain⁹.

Ainsi, au Péouvou comme au Gondran, il n'y a pas de liaison stratigraphique normale entre les séries triasico-liasiques fossilifères et les ophiolites et sédiments associés. L'analogie des deux coupes, bien que valable pour certains termes ou groupes

de termes pris isolément, résulte finalement d'une coïncidence fortuite.

C) Les autres coupes dans la zone du Gondran.

Dans l'ensemble de la zone, depuis le Nord de Bardonnecchia (Grand Argentier : CABY, 1964) jusqu'à la haute Ubaye, d'autres coupes peuvent être étudiées. Toutes, sans exception, conduisent aux conclusions suivantes : les couches y sont concordantes, mais on peut y distinguer clairement deux ensembles superposés, qui n'ont pas la même signification, et qui paraissent toujours séparés par un contact anormal non visible sur le terrain.

a) L'ENSEMBLE INFÉRIEUR est remarquablement constant dans toutes les coupes : on y observe toujours dans le même ordre, les quatre mêmes subdivisions stratigraphiques, sans variations latérales notables — sinon pour ce qui est des épaisseurs, qui varient d'ailleurs dans des proportions raisonnables, et pour ce qui est de la nature et des proportions du matériel détritique dans la subdivision supérieure. Cette séquence basale est donc certainement stratigraphique ; c'est la série du Gondran s. str., qui comprend, de bas en haut :

1. *Trias dolomitique* (600 m au moins), fossilifère et daté du Norien au moins pour ce qui est de son sommet (FRANCHI, 1929).

2. *Rhétien-Hettangien* (20 à 50 m), fossilifères et datés.

3. *Lias inférieur* (100-200 m), daté par quelques *Arnioceras*, correspondant probablement au seul Sinémurien s. lat., et se présentant sous le faciès « Lias prépiémontais » tel qu'il a été défini par F. ELLENBERGER (1958) en Vanoise.

4. *Formation détritique roussse* (50 à 150 m), non datée, mais qui succède en concordance et par

⁸ Dans la zone piémontaise du Queyras et de la haute Ubaye, ce niveau de quartzites (jaspés métamorphiques) enrichi en amphiboles bleues est très fréquent au contact même des ophiolites. Il est parfois minéralisé : tel est le cas des quartzites à riebeckite de la mine de cuivre de Saint Vêran.

⁹ Peut être pourrait-il se placer à l'Ouest des phyllades gréseuses visibles près du col des Ugousses, si celles-ci peuvent être considérées comme la suite stratigraphique normale de la formation de la Replatte — et donc représenter, par exemple, un équivalent des « schistes du Val Lavagna » de l'Apennin, surmontant stratigraphiquement un équivalent des « palombini » — hypothèse encore bien hasardeuse pour le moment : seul l'avenir nous dira si elle est vraisemblable.

transitions ménagées au Lias « prépiémontais » : il s'agit donc là, *très vraisemblablement, de Lias moyen ou supérieur (passant à du Dogger ?)* ; à la base dominant des microbrèches granuloclassées (polarité en accord avec la succession stratigraphique décrite ici) à éléments triasiques et liasiques, au sommet des roches plus riches en quartz détritique.

b) L'ENSEMBLE SUPÉRIEUR a au contraire une composition *très variable*, jamais la même d'une coupe à l'autre. On peut en effet y observer, dans n'importe quel ordre, une ou plusieurs des formations suivantes : calcschistes variés ; schistes pélitiques noirs, verts ou rouges, associés à de petits lits de grès à enduits noirs manganésifères (type « complexe de base » du Flysch à Helminthoïdes) ; ophiolites diverses ; marbres clairs ; jaspes rouges ou verts ; formation de la Replatte.

D) Conclusions sur la série et la zone du Gondran.

Ces résultats, et le fait qu'il existe en toute certitude des contacts anormaux dans les coupes du Gondran et du Péouvou, conduisent aux conclusions suivantes :

1. L'ensemble inférieur correspond à une séquence stratigraphique normale, dépourvue d'ophiolites, *allant du Norien au Lias moyen-supérieur (Dogger ?)* : c'est la *série du Gondran s. str.*

2. L'ensemble supérieur, variable d'une coupe à l'autre, ne constitue très probablement pas une séquence stratigraphique normale ; il s'agit plutôt d'un *paquet d'écaillés tectoniques* et de replis.

3. Il semble bien que ces deux ensembles soient partout séparés par des contacts anormaux ; c'est démontré dans certains cas (Gondran, Péouvou), hautement probable dans les autres.

4. Les ophiolites et les sédiments qui leur sont associés existent seulement dans l'ensemble supérieur. En conséquence, *une liaison stratigraphique entre les séries triasico-liasiques fossilifères d'une part, les ophiolites et sédiments associés d'autre part, ne peut être démontrée en aucun point de la zone du Gondran.* L'inverse (absence de liaison, appartenance à des unités tectoniques différentes) semble même plus vraisemblable (voir ci-dessous) dans l'état actuel de nos connaissances, mais ne

peut pas non plus être démontré rigoureusement. Il y a donc là déjà une différence importante avec ce que nous apporte la coupe du M. Plum dans le Val Grana, où la continuité stratigraphique semblait très probable. Il importe toutefois de remarquer que si dans ces deux cas on aboutit à des conclusions opposées, ces conclusions ne peuvent pas être considérées comme définitives, étant étayées seulement par des présomptions, ou des arguments négatifs, et non par de véritables preuves.

5. Enfin, si les séries, ou les formations, visibles dans les Vals Grana et Maira d'une part, dans la zone du Gondran d'autre part, présentent un certain nombre d'analogies, elles diffèrent par bien des points, qui ne sont pas seulement des points de détail. Trias supérieur et Rhétien sont très comparables, et il en est de même pour certains faciès du Lias ; mais la séquence stratigraphique dans le Lias (Dogger ?) est finalement assez différente d'une zone à l'autre. De même, il y a bien en Val Grana, associés aux ophiolites du M. Plum, des jaspes et des calcaires massifs clairs. Mais ces derniers sont différents, beaucoup plus épais, en partie situés sous les ophiolites — et il semble ne rien y avoir qui évoque la formation de la Replatte.

Ces différentes constatations conduisent à se poser certaines questions.

La première de ces questions concerne les contacts anormaux qui séparent la série du Gondran s. str. de l'ensemble supérieur, écaillé et très variable d'une coupe à l'autre, qui lui est superposé. On pourrait évidemment ne voir là que des écaillages locaux et secondaires, ayant perturbé la régularité et l'ordre stratigraphique primitif d'une série à l'origine continue (et qui serait, somme toute, comparable dans ses grandes lignes, mais dans ses grandes lignes seulement, à celle du Val Grana). Cette hypothèse n'est pas à rejeter a priori, mais paraît cependant peu vraisemblable : car on s'expliquerait mal alors comment dans ce cas la partie inférieure (c'est-à-dire notre série du Gondran s. str.) de la série primitive n'aurait pas été écaillée elle aussi, au moins pour ce qui est de ses termes supérieurs, qui s'y prêteraient facilement en raison de leur richesse en calcschistes. On est donc, finalement, conduit à envisager comme plus vraisemblable l'hypothèse d'un contact anormal majeur (éventuellement replié et écaillé : la tectonique est polyphasée dans la zone piémont-

taise), séparant deux unités ou complexes tectoniques de premier ordre — le deuxième rassemblant d'ailleurs peut-être des éléments d'origines diverses.

Si l'on admet cette dernière hypothèse, qui, répétons-le, est de beaucoup la plus vraisemblable, *une deuxième question se pose* : Ce que nous avons appelé « Série du Gondran s. str. » comprend des termes allant du Trias (en tout cas du Norien) à un Lias moyen-supérieur (Dogger ?) allégué. La partie supérieure de cette série nous est donc pour le moment inconnue. De quoi était-elle composée ? Tout d'abord, on peut se demander si tout ou partie des termes manquants ne se retrouveraient pas dans les paquets d'écaillés supérieurs — ou si au contraire ces termes auraient été complètement décollés et tectoniquement éjectés avant, ou pendant, le charriage de ce paquet d'écaillés supérieur sur ce qui reste de la série.

Dans l'état actuel de nos connaissances, on ne peut, à ce propos, que se livrer à des conjectures. *Diverses hypothèses* peuvent être envisagées, parmi lesquelles trois principales :

a) Par comparaison avec la *Série de la Grande Motte en Vanoise* (ELLENBERGER, 1958), on pourrait supposer que notre série triasico-liasique du Gondran aurait été surmontée par une succession Dogger-Malm-Crétacé supérieur-Paléocène *de type briançonnais*, succession qui aurait partout été décollée (une érosion ancienne, s'arrêtant pratiquement partout au même niveau, est peu vraisemblable). Cependant, le fait qu'il n'existe pas sur ces transversales d'unités briançonnaises décollées à la base de Dogger ou du Malm, et l'absence totale de tout reste de Dogger ou de Malm à faciès briançonnais dans les séries de la zone du Gondran, rendent une telle hypothèse extrêmement peu vraisemblable.

b) La partie supérieure de la série pourrait être, à quelques détails près, analogue à ce que l'on connaît dans le *Val Grana*, avec des marbres jurassiques et un peu d'ophiolites.

c) Comme nous le suggère la coupe de la montagne du Gondran, une formation de type *Flysch à Helminthoïdes* pourrait être transgressive (et discordante ?) sur le Lias. Une combinaison de cette solution avec la précédente n'est d'ailleurs pas exclue (discordance du Flysch à Helminthoïdes,

plus ou moins effacée par les plissements et écaillages postérieurs).

En définitive, l'étude stratigraphique de la zone du Gondran, c'est-à-dire de l'un des secteurs des Alpes Cottiennes où l'on pouvait raisonnablement espérer débrouiller et même résoudre en grande partie le problème stratigraphique piémontais, s'est avérée décevante à certains égards, puisqu'on ne peut en tirer le « modèle » de la série stratigraphique piémontaise. Mais nous allons voir que ce demi-échec peut cependant être fécond, en ce sens qu'il nous suggère une hypothèse de travail nouvelle.

Bien sûr, on ne peut rejeter définitivement l'hypothèse « unitaire », celle qui admet que les Calcschistes piémontais et leurs ophiolites correspondent à une série primitivement unique (mais pouvant subir certaines variations latérales), issue d'un même bassin sédimentaire ; le tout aurait été ultérieurement clivé en un certain nombre d'unités distinctes, ce qui expliquerait notamment la séparation tectonique entre séries triasico-liasiques fossilifères et séries comportant des ophiolites. Il serait alors légitime de désigner ce bassin sédimentaire unique par l'expression : « Le domaine piémontais », ou encore « l'eugéosynclinal piémontais ».

Pourtant, la discussion qui précède laisse entrevoir une autre possibilité, tout à fait vraisemblable dans l'état actuel de nos connaissances — et qui de toute manière devrait pouvoir servir d'*hypothèse de travail* dans les recherches à venir. On peut en effet envisager une zone piémontaise qui serait faite du regroupement, et de l'intense mélange ou intrication tectonique de *plusieurs unités majeures* caractérisées par *plusieurs séries stratigraphiques* distinctes, issues de *plusieurs domaines paléogéographiques* contigus ou non. C'est ce que nous allons envisager rapidement dans le paragraphe qui suit.

En guise de conclusion :

Quelques réflexions sur le problème paléogéographique piémontais.

Dans les paragraphes précédents, nous avons examiné ce que pouvait apporter l'étude stratigraphique (indissociable, nous l'avons vu, d'une étude tectonique) des séries fossilifères connues

dans la zone piémontaise des Alpes Cottiennes. La série des Vals Grana et Maira n'a été que brièvement esquissée (voir détails dans MICHARD, 1967), celle de la zone du Gondran discutée un peu plus en détail. Nous sommes ainsi arrivés, non pas à une conclusion définitive, mais à une hypothèse de travail : existence très probable de plusieurs séries différentes qui seraient maintenant associées tectoniquement au sein de la zone dite piémontaise. Aussi l'expression « domaine paléogéographique piémontais », entendue comme signifiant : « le domaine paléogéographique correspondant à la zone piémontaise », est-elle à manier avec précautions. Car le problème est maintenant de savoir si ce domaine piémontais *s. lat.* ne pourrait pas être subdivisé, et de quelle manière : une réponse complète et « définitive » serait évidemment prématurée et nous nous contenterons ici de suggérer quelques solutions possibles, quelques hypothèses de travail.

Depuis quelques années d'ailleurs, ce problème s'est éclairé d'un jour nouveau, en raison du développement, et, disons-le, de la mode, de la théorie de la « tectonique des plaques » ou « tectonique globale », théorie dans le cadre de laquelle les zones ou domaines eugéosynclinaux jouent un rôle important.

La zone piémontaise en effet, ou tout au moins une partie de celle-ci, mérite l'adjectif d'« eugéosynclinal¹⁰ », en ce sens qu'elle contient des ophiolites. En outre, elle appartient aux zones internes de la chaîne, et elle comporte peut-être des *flyschs précoces*, d'âge néocréacé, qui se seraient déposés dans tout ou partie du domaine paléogéographique correspondant¹¹.

Ces caractères (ophiolites, position structurale interne, *flyschs précoces*) sont ceux des domaines eugéosynclinaux des chaînes alpines périméditerranéennes (voir AUBOUIN, 1955), la présence des ophiolites étant, bien entendu, le critère essentiel, se suffisant pratiquement à lui-même¹².

Or, ces dernières années, le développement des théories de l'expansion océanique et de la tectonique des plaques a conduit certains auteurs à envisager que les domaines eugéosynclinaux, riches en ophiolites, des chaînes alpines méso-géennes, représenteraient d'anciens domaines à croûte océanique, nés par « expansion » au cours du Jurassique et ultérieurement comprimés entre deux masses continentales (DERCOURT, 1971 ;

DEWEY et BIRD, 1970 *a*, 1970 *b* ; LAUBSCHER, 1969, 1970, 1971 ; etc.). Il convient à ce propos de remarquer que l'idée n'est pas ni neuve : c'est celle du « hiatus simique » de L. GLANGEAUD (1951, 1968, etc.) — mais beaucoup d'auteurs récents vont plus loin encore, puisqu'ils en viennent à imaginer, au cours du Jurassique et du Crétacé, un large « océan téthysien » en expansion, plus ou moins comparable à l'Atlantique actuel, et d'où seraient issus les matériaux (ophiolites et sédiments associés) rassemblés maintenant dans les zones eugéosynclinales. La théorie de la tectonique des plaques est en effet extrêmement séduisante, en raison de sa simplicité même, et parce qu'elle paraît, au premier abord tout au moins, apporter une solution à beaucoup de problèmes : on est tout naturellement porté à essayer de l'appliquer aux chaînes alpines méso-géennes — il est d'ailleurs frappant de constater qu'à côté des adhésions enthousiastes, les appels à la prudence restent encore assez rares (TRUMPY, 1971 ; BUROLLET et GUILLAUME, 1971).

Dans cette optique, on est en effet amené à se demander si les domaines eugéosynclinaux de la chaîne alpine ne pourraient pas, au moins partiellement, s'être développés sur des fonds de type océanique, c'est-à-dire dépourvus de croûte sialique. Les « ophiolites » seraient le regroupement de fragments de cette croûte océanique et de laves basaltiques en coussins épanchées sur cette croûte ou sur les sédiments qui la recouvrent.

Rappelons ici qu'à partir du méridien du Mont Blanc et plus à l'Est, c'est-à-dire dans les Alpes Centrales, il existe deux domaines eugéosynclinaux

¹⁰ F. ELLENBERGER (1970) rappelle à juste titre que, dans l'esprit de leur créateur H. STILLE, des mots comme *eugéosynclinal* ou *miogéosynclinal* sont des *adjectifs* et non des substantifs. Ils désignent un type d'évolution, une manière d'être, et non un objet.

¹¹ En l'espèce, il s'agit du *Flysch à Helminthoïdes* des nappes de l'Embrunais, des Alpes-Maritimes et des Préalpes : mais il importe ici de remarquer que l'origine piémontaise de ce *flysch* n'est qu'une hypothèse, fort séduisante peut être, mais non admise par tous, car sa patrie pourrait être également, au moins en partie, sud-alpine (ultra-piémontaise).

¹² Il faut remarquer à ce propos que les zones internes de certaines des chaînes alpines périméditerranéennes ne montrent pas de caractères eugéosynclinaux bien marqués, en ce sens que les ophiolites y sont extrêmement rares, voire totalement absentes : tel est le cas des chaînes bétiques et nord-africaines, ainsi que l'arc des Carpates (sans les Monts Apuseni) qui pourtant prolonge les Alpes.

dans la zone interne pennique : ce sont les domaines valaisan et piémontais, séparés par le haut-fond briançonnais (voir TRUMPY, 1960 ; DEBELMAS et LEMOINE, 1970). Or, on sait que le domaine valaisan possède des flyschs précoces d'âge crétacé supérieur et éocène inférieur (notamment dans le Prätigau, en Suisse orientale), qu'il a aussi ses « Schistes lustrés », appelés Bündnerschiefer ou Schistes des Grisons, et que ces Schistes lustrés contiennent des ophiolites. L'analogie est donc très forte avec le domaine piémontais ; de plus, les deux zones correspondantes contiennent toutes deux des massifs ou noyaux de socle pré-triasique sialique, qui *paraissent* représenter le substratum de la partie interne au moins des Schistes lustrés à ophiolites, dont ils sont le plus souvent séparés par un liséré de Trias (noyaux de l'Adula et Simplo-Tessinois pour la zone valaisanne ; Margna, Suretta, Mont Rose, Grand Paradis et Dora-Maira pour la zone piémontaise).

En fait, malgré ces analogies, qui ont été souvent soulignées, des différences importantes semblent bien exister entre les deux zones, donc entre les domaines paléogéographiques correspondants :

— Tout d'abord, si l'on considère les *ophiolites*, on peut remarquer :

- qu'elles sont beaucoup moins abondantes (pour ce qui est de leur volume et de leur répartition) dans la zone valaisane, et qu'en particulier les ultramafites y sont assez rares ;
- que dans la zone valaisane on n'a pas signalé jusqu'ici de diabases en coussins, métamorphiques ou non, à l'exception de celles du Versoyen (H. LOUBAT, P. ANTOINE) : les ophiolites valaisanes semblent donc correspondre, pour leur très grande majorité sinon leur totalité, à des sills intrusifs plutôt qu'à des épanchements sous-marins ;

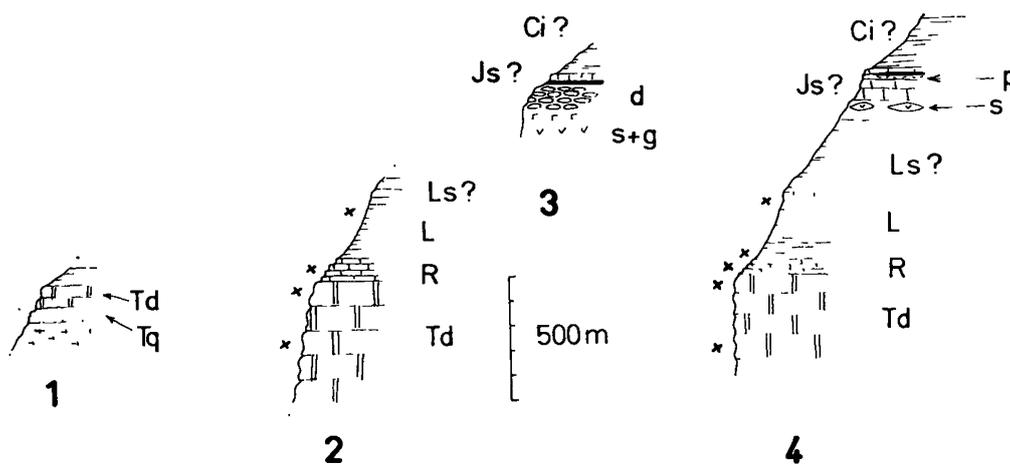


Fig. 7. — Esquisse schématique des principaux types de séries stratigraphiques reconnues dans la zone piémontaise des Alpes Cottiennes.

1, Série réduite de couverture du massif Dora-Maira (encore en partie hypothétique) : Substratum cristallophyllien (croix) pouvant comprendre du Permo-Carbonifère ; quartzites du Trias inférieur (Tq) ; dolomies du Trias moyen-supérieur (Td) ; calcschistes jurassiques.

2, Série du Gondran : Trias dolomitique (Td) ; Rhétien Hettangien (R) ; calcaires et plaquettes et calcschistes du Lias inférieur (L) ; formation détritique rousse à microbrèches, attribuable au Lias moyen-supérieur (Ls ?).

3, Série de Chabrière : serpentinites (s) et gabbros (g) ; diabases en coussins (d) ; jaspes (en noir) et calcaires marmoréens clairs du Jurassique supérieur supposé (Js ?) ; formation de la Replatte attribuable au Crétacé inférieur (Ci ?).

4, Série du Val Grana : Trias dolomitique (Td) ; Rhétien (R) ; calcaires et calcschistes du Lias inférieur-moyen (L) ; série détritique attribuable au Lias moyen-supérieur (Ls ?), peut-être au Dogger, avec lentilles de serpentinites (s) au sommet ; calcaires, prasinites (p), jaspes (en noir), attribuables au Jurassique supérieur (Js ?) ; schistes et calcschistes des couches du Cialme attribuables au Crétacé inférieur (Ci ?).

Les croix indiquent les niveaux datés paléontologiquement.

que l'on n'a pas mentionné non plus dans cette zone de sédiments « leptogéosynclinaux » comme des radiolarites, qui seraient associés aux ophiolites.

On sait qu'au contraire la zone piémontaise est riche en ophiolites, au moins dans sa partie interne, avec un grand développement de serpentinites et de péridotites. Les diabases en coussins, souvent métamorphisées en prasinites, y sont fré-

quentes, et bien souvent accompagnées de radiolarites et de calcaires (séries de type Chabrière).

— D'un autre côté, dans la zone valaisane, l'unicité de la série et la *continuité stratigraphique* des différentes formations (socle sialique, Trias, Schistes lustrés, flysch) sont admises par la très grande majorité, sinon la totalité des auteurs. En particulier, dans les Grisons, entre Adula et Prätigau, malgré le charriage de l'ensemble vers le

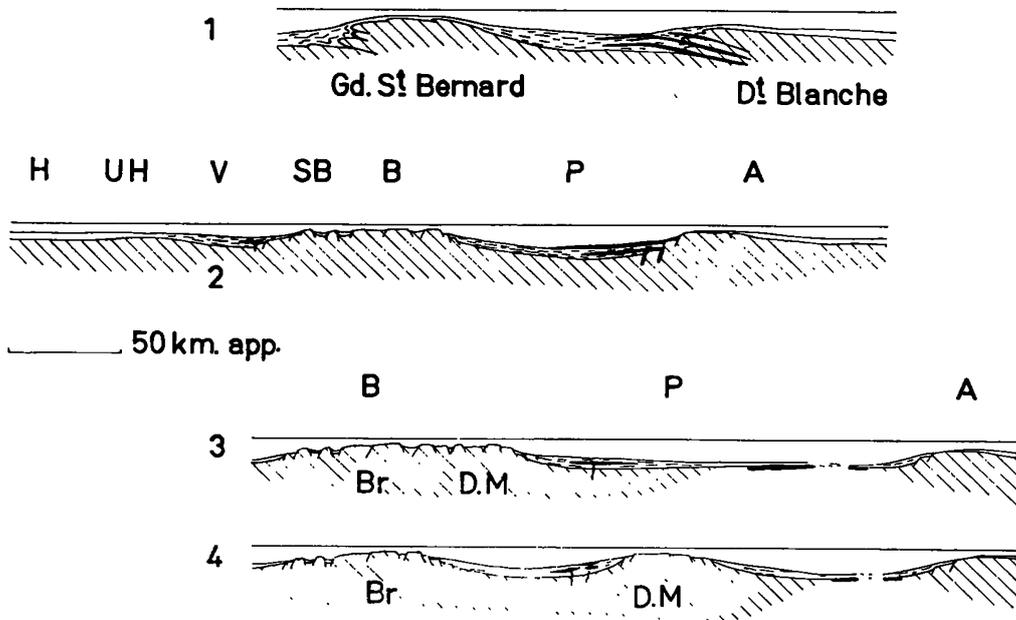


Fig. 8. — Coupes paléogéographiques schématiques à travers les futures Alpes occidentales ou centrales, supposées faites vers le Jurassique supérieur : quelques interprétations.

Domaines paléogéographiques : H, Helvétique ; UH, Ultrahelvétique ; V, Valaisan ; SB, Sub briançonnais ; B, Briançonnais ; P, Piémontais ; A, Austro-Alpin.

1, Inspiré de E. ARGAND : « Les « géantoclinaux » briançonnais (Grand-Saint Bernard) et de la Dent Blanche sont considérés comme des « nappes embryonnaires » déjà en marche au Jurassique. Injection des ophiolites le long des surfaces listriques (cette interprétation n'a plus actuellement qu'une valeur historique).

2, Inspiré de LEMOINE (1962), TRUMPY (1965, 1969) : Le domaine briançonnais, haut-fond relatif, est représenté comme un horst. L'émission des ophiolites piémontaises serait liée à des fractures bordant un horst austro-alpin (Dent Blanche), à la marge interne de la fosse piémontaise. Ces ophiolites, coulées sous marines et intrusions, s'intercalent au sein du complexe des Calcschistes piémontais. Cette hypothèse ne préjuge pas de la nature, continentale ou océanique, de la croûte sous-jacente.

3 et 4, Deux modifications possibles de la section 2, dans l'hypothèse où une partie du domaine piémontais se serait développée sur une croûte de type océanique (série de Chabrière par exemple). Les séries réduites, couvertures des socles briançonnais (Br) et Dora Maira (D.M. — « ride cottienne » de A. MICHARD, 1967) peuvent être soit voisines (coupe 3), soit séparées (coupe 4) par une fosse de Schistes lustrés pauvres en ophiolites, comparable au sillon valaisan (avec des séries de type Gondran ou Val Grana). Une autre partie des Schistes lustrés peut également correspondre à des « prismes » sédimentaires le long d'une marge continentale. Mais on a indiqué également la possibilité qu'une partie des « Schistes lustrés » corresponde à une couverture sédimentaire, d'âge Jurassique supérieur Crétacé inférieur (ex. : série de Chabrière), déposée sur une croûte océanique ; cette hypothèse, parfaitement plausible, n'est nullement démontrée, et un schéma du type de la coupe 2 reste parfaitement valable dans l'état actuel de nos connaissances.

Nord, la continuité est très nette, de telle sorte que l'on est amené à considérer que les Bündnerschiefer se sont déposés, au Jurassique-Crétacé, au-dessus d'un substratum gneissique et granitique, dont ils sont séparés par un liséré de Trias marin de faible profondeur. Le domaine valaisan serait donc un domaine eugéosynclinal établi sur un substratum sialique, c'est-à-dire sur une croûte de type continental, dont l'épaisseur pouvait d'ailleurs être réduite (cf. TRUMPY, 1971, fig. 4 ; GIESE et al., 1970, fig. 6).

Dans la zone piémontaise par contre, les choses semblent être assez différentes :

a) D'une part, comme nous l'avons vu, il n'est plus question à l'heure actuelle de voir dans les Calcschistes piémontais une série stratigraphique unique, qui s'intercalerait normalement entre les massifs sialiques (Dora-Maira, Grand-Paradis, etc.) avec leur couverture triasique, et un Flysch à Helminthoïdes crétacé maintenant décollé et charrié loin vers l'Ouest. La zone piémontaise semble bien être d'origine paléogéographique composite et regrouper des sédiments et des roches magmatiques issus de domaines ayant présenté des caractères assez différents ; il reste à caractériser ces domaines, ce qui serait actuellement prématuré — mais il est possible de se livrer à quelques conjectures, qui pour le moment n'auront valeur que d'hypothèses de travail (fig. 7 et 8).

b) D'autre part, en effet, il est d'ores et déjà possible de trouver dans la zone piémontaise des unités ou des séries qui *pourraient* être considérées comme des restes de croûte océanique possédant une couverture de basaltes en coussins et de sédiments.

En effet, dans les différentes hypothèses relatives à une « ouverture » suivie d'une « expansion » donnant naissance, dans le domaine méditerranéen, à des fonds marins dépourvus de croûte sialique (qu'il s'agisse des « hiatus simiques » de L. GLANGEAUD de l'« océan téthysien » de J. DERCOURT, etc.), on admet que la disjonction de la croûte continentale primitive se serait faite aux alentours du Trias ou du Lias (« disjonction triasico-liasique » de L. GLANGEAUD)¹³. Il serait donc logique de retrouver des traces des stades successifs de l'expansion, matérialisés par exemple par la transgression de sédiments jurassiques ou crétacés sur des roches

basiques ou ultrabasiques. Dans cette *hypothèse*, les quelques séries stratigraphiques décrites plus haut (cf. fig. 7) auraient des significations différentes. Ainsi, la série du Gondran, débutant par un Trias dolomitique (marin mais de faible profondeur : algues vertes) bien développé, se serait déposée sur une croûte de type continental, puisque par hypothèse nous admettons que l'ouverture et l'apparition de domaines à croûte océanique aurait lieu au cours du Lias seulement, et aussi parce que ce Trias d'eau très peu profonde n'a guère les caractères d'un sédiment océanique. Et, toujours dans cette *hypothèse*, il est facile de trouver une série sédimentaire qui *aurait pu* se déposer sur une croûte océanique : ce serait, bien évidemment, la série de Chabrière¹⁴, dont les sédiments (attribuables, sans preuve directe, au Jurassique supérieur et au Crétacé inférieur) reposent sur des « ophiolites » (diabases en coussins surmontant un complexe fait de gabbros et de serpentinites). Dans le contexte tectonique actuel, on ne connaît pas le substratum de ces ophiolites, ce qui laisse toute liberté d'y voir les restes d'une croûte océanique dont la formation aurait, pour le cas qui nous occupe, débuté approximativement au Jurassique moyen, ou supérieur basal (âge présumé de la base de la série de Chabrière)¹⁵.

Mais il ne s'agit ici que d'hypothèses : en fait, il n'est pas question, à l'heure actuelle tout au moins, de « démontrer » d'une partie du domaine piémontais correspondait, à une certaine époque, à une croûte de type océanique. On peut seulement constater que ce n'est pas impossible — et il ne faut pas se dissimuler le fait que ce sont, plus ou moins inconsciemment, la simplicité, l'élégance

¹³ Pour la région des Alpes occidentales qui nous occupe ici, il est plus probable que la disjonction a débuté au cours du Lias moyen ou supérieur, époque de l'individualisation du géanticlinal briançonnais.

¹⁴ Rappelons que la série de Chabrière est lithologiquement très voisine (et peut-être contemporaine ?) de celle des unités ligures de l'Apennin septentrional, pour laquelle DECANDIA et ELTER (1969) envisagent une hypothèse du même type.

¹⁵ En toute rigueur, nous ne pouvons être aussi précis, car, d'une part les sédiments de la série de Chabrière, métamorphiques et sans fossiles, ne sont « datés » du Jurassique supérieur - Crétacé inférieur que par comparaison avec la série très comparable mais lointaine de l'Apennin ligure — et d'autre part l'âge de cette succession radiolarites-calcaires-schistes et calcaires pourrait très bien varier latéralement.

et, disons-le, le caractère séduisant de la tectonique des plaques qui nous ont conduits à une telle hypothèse. En fait, d'autres hypothèses restent parfaitement plausibles, et rien n'empêche, pour le moment du moins, d'admettre que les ophiolites qui forment la semelle de la série de Chabrière étaient régulièrement intercalées dans une série sédimentaire plus complète, comparable par exemple à celle du Val Grana, et qu'elles se sont ultérieurement décollées grâce à la plasticité tectonique des serpentinites (qui effectivement jalonnent le plus souvent leur base tectonique actuelle).

C'est pourquoi, dans l'état actuel de nos connaissances, différentes hypothèses peuvent être envisagées (cf. fig. 8). On peut concevoir les ophiolites piémontaises (ou tout au moins leurs termes basiques) comme un ensemble de coulées sous-marines et de sills qui s'intercaleraient à plusieurs niveaux dans les Calcschistes piémontais (où, de toute manière, l'on commence à distinguer des séries différentes), leur mise en place pouvant parfaitement, sur une même verticale, s'échelonner tout au long d'un certain laps de temps — mais on peut également les considérer comme les témoins d'un fond océanique où des basaltes en coussins surmontaient une croûte constituée de gabbros et ultramafites, l'âge de mise en place de ces roches étant alors variable latéralement — on peut également envisager des solutions intermédiaires... bref, la question n'est pas mûre, et il reste maintenant, avant tout, à poursuivre sur le terrain les recherches entreprises sur la stratigraphie, la tectonique et le métamorphisme dans la zone piémontaise — et l'un des principaux mérites de la théorie de la tectonique des plaques est sans aucun doute de nous y inciter et de suggérer des hypothèses de travail nouvelles, qu'il faut maintenant mettre à l'épreuve des faits.

Enfin, il ne suffit pas d'envisager le problème seulement à l'échelle de la zone piémontaise, ou même de la seule chaîne alpine, il faut l'étendre à l'ensemble des chaînes alpines périméditerranéennes. Si en effet nous admettons qu'une partie du domaine paléogéographique piémontais correspond effectivement à une croûte océanique en expansion au Jurassique-Crétacé inférieur, il reste le choix entre diverses possibilités : ce domaine à croûte océanique avait-il une extension limitée (comme le suggère sa terminaison probable vers l'ENE au niveau des Grisons : TRUMPY, 1971,

fig. 3) ? — ou bien faisait-il partie, en se reliant à d'autres domaines eugéosynclinaux (dinarique notamment), d'un vaste et large « océan téthysien », comme le supposent chacun de son côté J. DERCOURT (1971) et H.P. LAUBSCHER (1971), arrivant d'ailleurs à des modèles quelque peu différents ? Cependant comme le soulignent P.-F. BURROLLET et R.-E.-F. GUILLAUME (1971), il n'y a aucune raison d'imaginer une Téthys mésozoïque construite sur le même modèle que l'Atlantique actuel. L'hypothèse d'une « mosaïque » (L. GLANGEAUD) de petits blocs continentaux et d'aires océaniques limitées semble tout aussi vraisemblable, au moins pour ce qui est des chaînes alpines de la Méditerranée occidentale.

Ainsi, l'étude de quelques coupes dans les Alpes Cottiennes et la recherche de successions stratigraphiques dans le complexe des Calcschistes piémontais, amenant à se poser le problème de la liaison stratigraphique ou de la séparation tectonique entre les ophiolites et les séries triasico-liasiques fossilifères, nous ont finalement conduits fort loin — ceci en partie parce que les problèmes soulevés sont étroitement liés aux développements d'une théorie qui est à l'ordre du jour.

La théorie de la tectonique des plaques nous donne actuellement un excellent exemple d'une théorie séduisante qui progresse plus vite que la découverte des faits. D'une certaine manière, et toutes proportions gardées, nous pouvons comparer son développement à celui de la théorie des nappes à ses débuts, entre 1890 et 1920-1930. Les premiers modèles de structure en nappes des Alpes restent peut-être valables dans leurs grandes lignes, mais ils ont été considérablement, et sont encore actuellement, modifiés et perfectionnés, au fur et à mesure du développement des recherches détaillées sur le terrain. Bien plus, l'enthousiasme de certains tectoniciens au début de ce siècle les a conduits à « découvrir » des nappes de charriage dont nous savons maintenant qu'elles n'existent pas : c'est un exemple qui devrait nous inciter à rester prudents ! Mais il n'en reste pas moins que les discussions passionnées entre « nappistes » et « antinappistes » ont été un moteur important dans le développement des recherches alpines. Il est à souhaiter que la tectonique globale n'apparaisse pas aux géologues alpins comme apportant maintenant la solution définitive à tous les problèmes qu'ils se posent,

mais qu'elle leur serve d'hypothèse de travail féconde, incitant à réfléchir à nouveau sur tous ces problèmes, et surtout à poursuivre ou à reprendre les recherches sur le terrain.

BIBLIOGRAPHIE

- AUBOUIN (J.) (1965). — Geosynclines. Developments in Geotectonics I. Elsevier, Amsterdam, 335 p.
- BOLLI (H.M.) et NABHOLZ (W.K.) (1959). — Bündnerschiefer, ähnliche fossilarme Serien und ihr Gehalt an Mikrofossilien (*Ecl. Geol. Helv.*, 33, p. 525).
- BUROLLET (P.-F.) et GUILLAUME (R.-E.-F.) (1971). — Réflexions sur les mécanismes tectoniques continus (*C. R. somm. S.G.F.*, p. 16-17).
- CABY (R.) (1964). — Etude géologique du bord interne de la zone Briançonnaise et de la bordure des Schistes lustrés entre Modane et la Vallée Etroite (Savoie, haut Val de Suse) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, p. 131-186).
- CABY (R.), KERCKHOVE (C.) et LEMOINE (M.) (1963). — Présence de témoins attribuables à la série du Flysch à Helminthoïdes dans la partie externe du pays des Schistes lustrés des Alpes Cottiennes (*C. R. Ac. Sc.*, 256, p. 2003-2005).
- CHESSEX (R.), DELALOYE (M.), KRUMMENACHER (D.) et VUAGNAT (M.) (1964). — Sur l'âge de la syénite du Montgenèvre (Hautes Alpes, France) (*Arch. Sciences Genève*, 17 (3), p. 324-346).
- CARON (J.M.) (1971). — Contribution à l'étude lithostratigraphique et structurale de la région de Sestrière (Alpes Cottiennes, Italie) (*Géologie Alpine*, 47, p. 45-67).
- DEBELMAS (J.) et LEMOINE (M.) (1970). — The Western Alps : Palaeogeography and Structure (*Earth Sci Reviews*, 6, p. 221-256).
- DECANDIA (F.A.) et ELTER (P.) (1969). — Riflessioni sul problema delle ofioliti nell'Appennino settentrionale (nota preliminare) (*Atti Soc. Tosc. Sc. Nat.*, Mem., ser. A, LXXVI (1), p. 1-9).
- DERCOURT (J.) (1971). — L'expansion océanique actuelle et fossile ; ses implications géotectoniques (*B.S.G.F.* (7), XII, p. 261-309).
- DEWEY (J.F.) et BIRD (J.M.) (1970). — Mountain belts and the new global tectonics (*J. Geophys. Res.*, 75, p. 2625-2647).
- DEWEY (J.F.) et BIRD (J.M.) (1970). — Plate tectonics and geosynclines (*Tectonophysics*, 10, p. 625-638).
- ELLENBERGER (F.) (1958). — Etude géologique du pays de Vanoise (*Mém. Expl. Carte Géol. France*, p.).
- (1970). — Quelques remarques historiques sur le concept de géosynclinal (*C. R. Ac. Sc.*, 271, p. 469-471).
- FRANCHI (S.) (1898). — Sull'età mesozoica della zona delle pietre verdi nelle Alpi Occidentali (*Boll. R. Com. Geol. Ital.*, 20, n° 3-4, 236 p.).
- (1910). — Il Retico quale zona di transizione fra la Dolomia principale ed il Lias a « facies piemontese » — calcescisti con Belemniti e pietre verdi — nell'alta valle di Susa (*Boll. R. Com. Geol. Ital.*, 41, p. 1-36).
- (1929). — Sulla tettonica delle Alpi Cozie franco-italiane (*Mem. Desc. Carta Geologica Ital.*, XXII, p. 5-63).
- GIESE (P.), GUNTHER (K.) et REUTTER (K.J.) (1970). — Vergleichende geologische und geophysikalische Betrachtungen der Westalpen und des Nordalpennins (*Zeitschr. deutsch. Geol. Ges.*, 120, p. 151-195).
- GLANGEAUD (L.) (1951). — Interprétation tectonophysique des caractères structuraux et paléogéographiques de la Méditerranée occidentale (*B.S.G.F.* (6), I, p. 735-762).
- (1968). — Les méthodes de la géodynamique et leurs applications aux structures de la Méditerranée occidentale (*Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* (2), X, p. 83-135).
- HACCARD (D.) et LEMOINE (M.) (1970). — Sur la stratigraphie et les analogies des formations sédimentaires associées aux ophiolites dans la zone piémontaise des Alpes Ligures (zones de Sestri-Voltaggio et de Montenotte) et des Alpes Cottiennes (zone du Gondran, Queyras, haute Ubaye) (*C. R. somm. S.G.F.*, p. 209-210).
- LAUBSCHER (H.P.) (1969). — Mountain Building (*Tectonophysics*, 7, p. 551-563).
- (1970). — Bewegung und Wärme in der alpinen Orogenese (*Schw. Min. Petr. Mitt.*, 50, p. 565-596).
- (H.P.) (1971). — Das Alper-Dinariden problem und die Palinspastik der südlichen Thethys (*Geol. Rundsch.*, 60, p. 813-833).
- LEMOINE (M.) (1951). — Stratigraphie des terrains post-triasiques à l'Est de Briançon. (*C. R. Ac. Sc.*, 232, p. 86-88).
- (1955). — Observations nouvelles sur la stratigraphie de la zone piémontaise (Schistes lustrés du Queyras) (feuilles de Guillestre, Aiguilles et Aiguille de Chambeyron au 1/50 000° (*Bull. Serv. Carte Géol. Fr.*, n° 241, LII, p. 273-282).

- (1960). — Sur les caractères stratigraphiques et l'ordre de succession des unités tectoniques à la marge interne de la zone Briançonnaise (*C. R. somm. Soc. Géol. Fr.*, p. 97).
- (1960). — Esquisse d'une représentation de la paléogéographie de la marge interne de la zone Briançonnaise au Jurassique et au Crétacé (transversales de Briançon et du Queyras) (*C. R. somm. S.G.F.*, p. 102).
- (1961). — Le Briançonnais interne et le bord de la zone des Schistes lustrés dans les vallées du Guil et de l'Ubaye (Hautes et Basses Alpes) (schéma structural) (*Trav. Lab. Géol. Grenoble*, 37, p. 97-119).
- (1964). — Le problème des relations des Schistes lustrés piémontais avec la zone Briançonnaise dans les Alpes Cottiennes (*Geol. Rundsch.*, 53, p. 113-131).
- LEMOINE (M.) et MICHARD (A.) (1963). — Sur le problème stratigraphique et tectonique des Schistes lustrés dans les Alpes Cottiennes (*C. R. Ac. Sc.*, 256, p. 4050-4053).
- LEMOINE (M.), STEEN (D.) et VUAGNAT (M.) (1970). — Sur le problème stratigraphique des ophiolites piémontaises et des roches sédimentaires associées : observations dans le massif de Chabrière en haute Ubaye (Basses Alpes, France) (*C. R. Séances Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, N.S.*, 5, p. 44-59).
- MICHARD (A.) (1967). — Etudes géologiques dans les zones internes des Alpes Cottiennes. Paris, C.N.R.S., 418 p.
- MICHARD (A.) et STURANI (C.) (1964). — La zone piémontaise dans les Alpes Cottiennes du Cuneese : Nouveaux résultats et nouvelles questions (*C. R. somm. S.G.F.*, p. 382).
- PUSSENOT (Ch.) (1930). — La nappe du Briançonnais et le bord de la zone des Schistes lustrés entre l'Arc et le Guil. Grenoble, Impr. Allier, 160 p.
- TERMIER (P.) et KILIAN (W.) (1920). — Le bord occidental du pays des Schistes lustrés dans les Alpes franco-italiennes, entre la haute Maurienne et le haut Queyras (*C. R. Ac. Sc.*, 171, p. 885-891).
- TRUMPY (R.) (1965). — Zur Geosynklinaler Vorgeschichte der Schweizer Alpen (*Umsch. Wiss. Technik*, 65 (18), p. 573-577).
- (1960). — Paleotectonic evolution of the Central and Western Alps (*Bull. Geol. Soc. Am.*, 71, p. 843-908).
- (1969). — Aperçu général sur la géologie des Grisons (*C. R. somm. S.G.F.*, p. 330-364).
- (1971). — Stratigraphy in Mountain Belts (*Quarterly Journ. Geol. Soc. London*, 126, p. 293-318).

Laboratoire de Géologie,
Ecole des Mines,
60, boulevard St-Michel, Paris VI^e.
Manuscrit déposé le 20 septembre 1971.